Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy

OPEN ACCESS JOURNAL

مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال سی و دوم، شمارۀ سوم، پاییز ۱۴۰۳، از صفحۀ ۵۳۷ تا ۵۵۰

زمین دماسنجی و زمین فشارسنجی مینت‌های منطقه کوله سنگی، شمال زاهدان، جنوب شرقی ایران

علی احمدی*، حبیب بیابانگرد

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۱۰/۱۲، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۱۲/۲۶)

چکیده: برای برآورد دماها و فشارهای تعادلی سنگ‌های لامپروفیر نوع مینت در منطقه کوله سنگی، شمال زاهدان، جنوب شرق ایران، از سه زمین دماسنج و یک زمین فشارسنج استفاده شد. زمین دماسنجها عبارتند از دماسنج تبادلی TiO_2 بین فلوگوپیت و مذاب همزیست، دماسنج تبادلی F-OH بین فلوگوپیت و آپاتیت، و دماسنج تبادلی $Cr\text{-}Al\text{-}Fe^{3+}$ بین الیوین و اسپینل. زمین فشارسنج به کار رفته نیز بر اساس توزیع BaO در فلوگوپیت است. دماهای متوسط محاسبه شده با استفاده از سه زمین دماسنج به ترتیب ۱۱۰۶ ^{o}C (با انحراف معیار ۲۵)، ۱۰۷۸^{o}C (با انحراف معیار ۳۱) و ۱۰۶۹ ^{o}C (با انحراف معیار ۷۷) هستند. دماهای محاسبه شده با هر سه زمین دماسنج نزدیکی قابل قبولی نشان می‌دهند. از این رو، دمای متوسط برابر با ۱۰۸۴ ^{o}C با انحراف معیار کوچک (۱۹) است. فشارهای محاسبه شده نیز بین ۷/۳ تا ۱۰/۳ کیلوبار و به طور متوسط برابر با ۸/۷ کیلوبار (با انحراف معیار ۰/۹) بوده که متناسب با عمق تقریبی ۲۵ کیلومتر، نشانگر شرایط سنگ کره‌ای و در منطقه لیتوسفری است.

واژه‌های کلیدی: *مینت؛ زمین دمافشارسنجی؛ فلوگوپیت؛ الیوین؛ اسپینل؛ جنوب شرقی ایران.*

مقدمه

برآورد دماها و فشارهای تشکیل سنگ‌های آذرین و کانی‌های تشکیل دهنده آنها در بررسی تاریخچه دگرگونی های ماگمایی، زمین‌ساختی و کانسارزایی یک منطقه اهمیت بسزایی دارد. برای این منظور یک روش جایابی ترکیب شیمیایی سنگ‌ها بر نمودارهای فاز از پیش مطرح شده‌است که می‌تواند بخشی یا بخش‌هایی از روند تبلور یک نمونه مشخص را نشان دهد [۱]. البته، بهترین روش برای بررسی تاریخچه تبلور سنگ‌های آذرین برآورد گستره‌های دما و فشار تشکیل آنها بر اساس ترکیب شیمیایی کانی‌های در حال تعادل است. ترکیب شیمیایی بسیاری از کانی‌ها تابعی از دما یا فشار و یا هر دو عامل است، به طوری که هر کانی در روند تبلور بسته به دما و یا فشار، سازاهای خود را با مذاب همزیست مبادله می‌کند [۲]. افزون بر تک کانی‌ها، ممکن است هر جفت از کانی‌های همزیست، طی تبلور در اثر دما و فشار مشخص سازاهای خود را مبادله کنند [۳]. دو سازوکار بیان شده اساس زمین فشارسنجی و زمین‌دماسنجی برای سنگ‌های آذرین است. یک مثال برای استفاده از ترکیب کانی‌ها در بررسی خاستگاه سنگ-ها، استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت برای تشخیص شرایط شکل‌گیری توده‌های نفوذی مافیک-فرامافیک جنوب شرق بافت [۴] است. از محاسبه‌های دما-فشارسنجی می‌توان به بررسی های انجام شده بر پایه تک کانی‌های آمفیبول و پیروکسن در منطقه شتر کوه، شمال طرود [۵] و همچنین، دما-فشارسنجی با استفاده از ترکیب زمین‌شیمیایی بیوتیت، در گرانیتوئیدهای هراران [۶] و دایک‌های گابرویی زریگان بافق [۷] اشاره کرد.

در جنوب شرق ایران، بویژه در گستره لار تا سفیدابه، پیکره‌های کوچک استوک مانند و تعداد بیشماری دایک و سیل

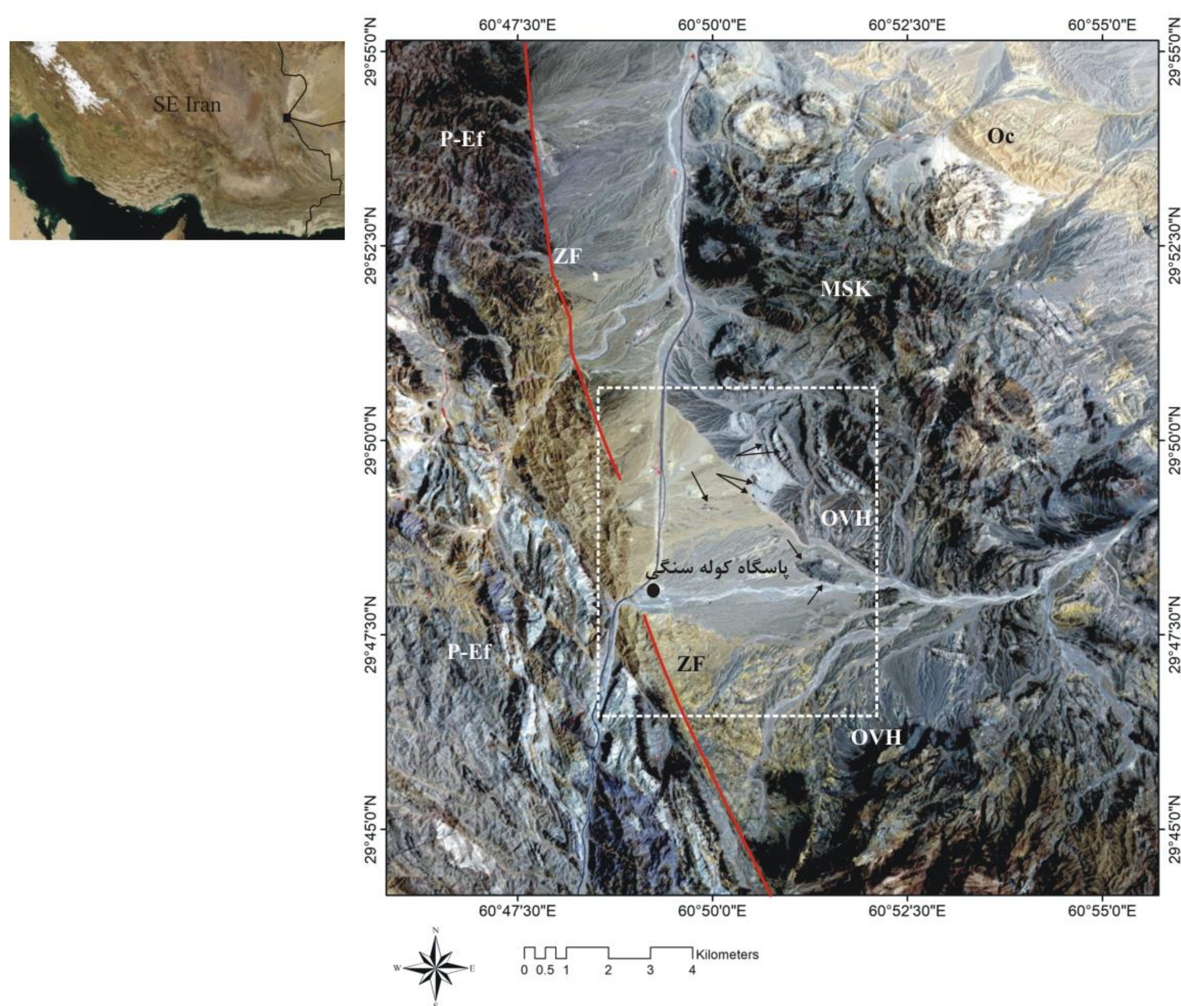
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۱۴۰۵۸۲۱، پست الکترونیکی: aahamdi@science.usb.ac.ir

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.537]

از خانواده لامپروفیرها رخنمون دارند. با وجود فراوانی و تنوع لامپروفیرها در شرق ایران، بویژه در شمال زاهدان، این سنگ‌ها هنوز به طور مستقل مورد توجه سنگ‌شناسان و زمین شناسان قرار نگرفته‌اند. از این رو، در این پژوهش، ویژگی‌های سنگ‌شناسی این سنگ‌ها از نظر شرایط دما-فشار تشکیل آنها بررسی شده‌است.

خاستگاه زمین شناسی

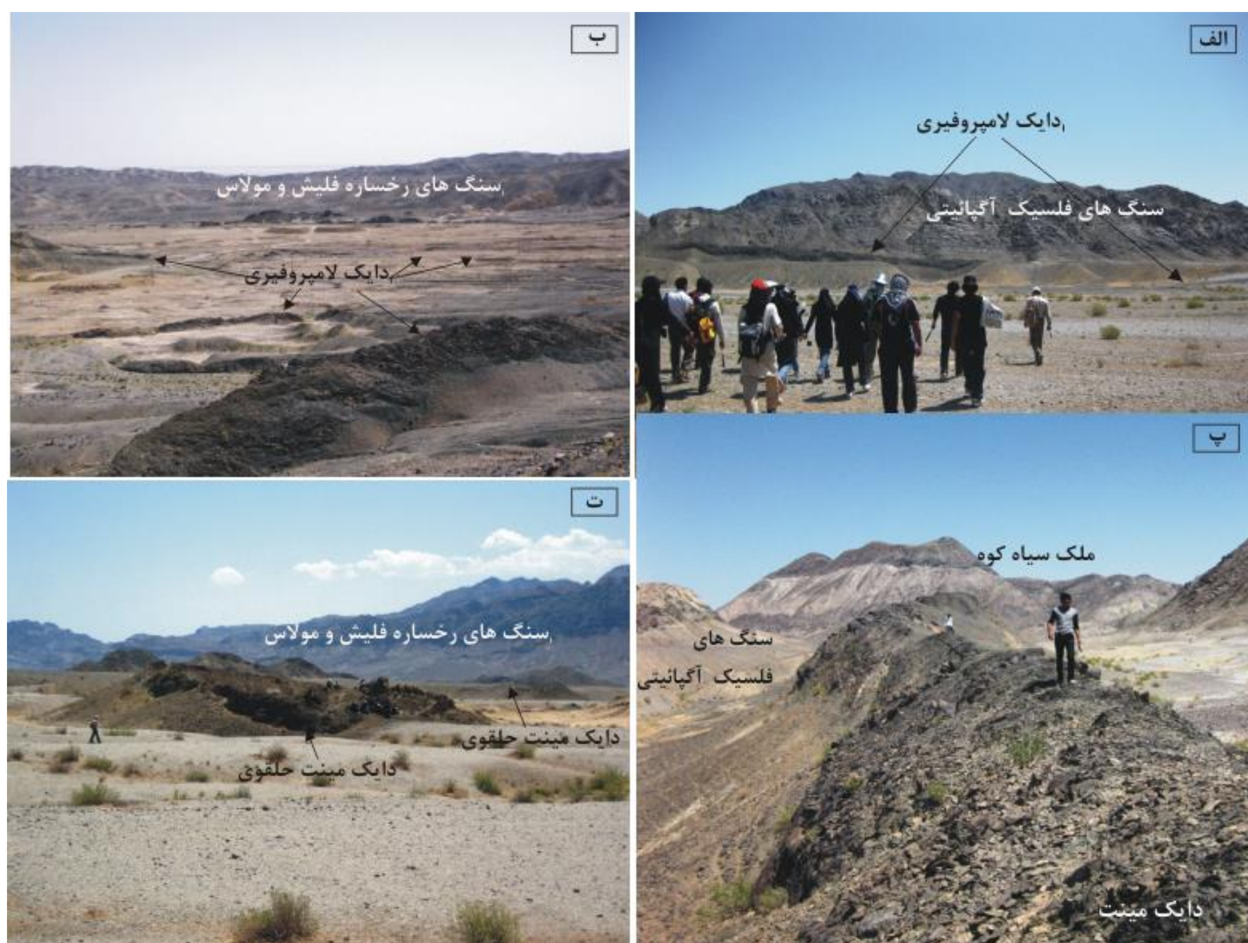
منطقه کوله سنگی (شکل ۱) در حوضه فلیشی شرق ایران [۸] قرار دارد. این پهنه از غرب و شرق به ترتیب بین دو پهنه گسلی نه و هریرود واقع است. قدیمی‌ترین سنگ‌های این پهنه را مجموعه‌های افیولیتی به سن کرتاسه پسین تشکیل می‌دهند. افیولیت‌ها که پی سنگ حوضه فلیش شرق ایران هستند با سنگ‌های فلیشی یا شبه فلیشی به سن ائوسن پوشیده شده‌اند [۹]. سنگ‌های فلیشی – شبه فلیشی ائوسن در بخش‌های مختلف این پهنه توسط گرانیتوئیدهای ائوسن پسین [۱۰] به طور مجاورتی دگرگون شده‌اند [۹]. سنگ‌های ماگمایی بیشتر به صورت نفوذی‌های نیمه عمیق و دایک، سیل و سنگ‌های خروجی به فراوانی در فاصله زمانی الیگوسن تا نئوژن پراکنده‌اند و ماگماهای آنها از نوع تولئیت مغاکی یا قلیایی (سدیمی و پتاسیمی) هستند.



شکل ۱ تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده منطقه کوله سنگی، شرق ایران. گستره نمونه‌برداری از مینت‌ها به صورت چارگوش خط‌چین نشان داده شده‌است. (ZF: گسل زاهدان، PE-f سنگ‌های فلیش گونه پالئوسن – ائوسن، MSK: سنگ‌های آتش‌فشانی و نیمه عمیق ملک سیاه کوه به سن الیگوسن، OVH: سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق به سن الیگوسن در منطقه شمال لار – جنوب ملک سیاه کوه، شرق کوله سنگی و OC: کنگلومرای الیگوسن که با نام کنگلومرای حرمک از آن یاد می‌شود) تعدادی از دایک‌های بررسی شده با توجه به مقیاس تصویر قابل دیده هستند، برخی از آن‌ها با پیکان در شکل نشان داده شده‌اند.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.537]

لامپروفیرها در زمان الیگوسن [۱۱] در سراسر پهنه فلیشی شرقی ایران دیده می‌شوند و بویژه در بخش‌های شرقی پهنه در گستره زاهدان تا سفیدابه گسترش قابل توجهی دارند. این سنگ‌ها در منطقه لار – کوله سنگی دارای ارتباط تنگاتنگ زمانی و مکانی با سنگ‌های آتشفشانی قلیایی [۱۲] هستند. این منطقه بخشی از پهنه گسلی زاهدان با راستای تقریبی شمالی را تشکیل می‌دهد (شکل ۱). لامپروفیرها در این گستره اغلب به صورت دایک، سیل یا توده‌های نفوذی کوچک دیده می‌شوند (شکل ۲). همه شکل‌های صحرایی این سنگ‌ها دارای روند شمالی – جنوبی و گاهی روند تقریبی شرقی غربی هستند. لامپروفیرها در آنسوی مرزهای جغرافیایی در پاکستان و افغانستان ادامه دارند. اهمیت اقتصادی سنگ‌هایی که با لامپروفیرها ارتباط زمانی - مکانی آشکار دارند و به گمان ما از نظر سنگ خاستی نیز با لامپروفیرها در ارتباط هستند بررسی شده است [۱۴،۱۳].



شکل ۲ الف) دایک لامپروفیر (مینت) با ضخامت متوسط ۲۶ متر و با روند شمالی، که در سنگ‌های اسیدی فلسی آگپائیتی الیگوسن قرار دارد. این دایک در شمال شرقی و به فاصله تقریبی یک کیلومتری از پاسگاه مرزی کوله سنگی قرار دارد؛ نگاه به سمت شمال شرقی. ب) نمایی از گسترش صحرایی دایک‌های لامپروفیری در شمال غربی و شمال شرقی پاسگاه کوله سنگی. همه دایک‌ها روند شمالی دارند. سنگ‌های خاکستری رنگ تپه ماهوری زمینه نیز لامپروفیر هستند. سنگ‌های تیره رنگ دورنمای تصویر گدازه‌های مافیک به همراه دایک هستند؛ نگاه به سمت غرب. پ) یک دایک مینت به طول تقریبی ۱٫۶ کیلومتر و ضخامت متوسط ۲۹ متر با روند شمالی در شرق و شمال شرقی کوله سنگی. در دورنمای تصویر جنوبی ترین بخش ملک سیاه کوه دیده می‌شود. نگاه به سمت شمال. ت) یک نمونه از چند دایک مینت حلقوی در پهنه گسلی زاهدان، حدود ۱۲۰۰ متری شمال شرقی پاسگاه کوله سنگی؛ نگاه به سمت غرب. به ساختار حلقوی یک دایک مینت بزرگتر در بخش غربی آن دقت شود.

روش بررسی

بررسی های صحرایی و نمونه‌برداری در منطقه شمال لار-کوله سنگی انجام شد. پس از بررسی میکروسکوپی این سنگ‌ها، کانی‌ها تجزیه شیمیایی شدند. فازهای بلورین با یک میکروسکوپ الکترونی JEOL مدل JXA-733 در دانشگاه نیوبرانزویک، کانادا، تجزیه شدند. ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ کیلوالکترون ولت، قطر باریکه الکترونی ۱ میکرومتر، شدت جریان ۱۰ نانوآمپر و فقط برای الیوین ۳۰ نانوآمپر بوده است. زمان شمارش به طور کلی ۴۰ ثانیه، برای نیکل در الیوین و لانتانم و سریم در آپاتیت ۱۰۰ ثانیه و برای کلسیم در الیوین ۲۰۰ ثانیه بوده است. فلوئور با استفاده از یک بلور LED1 تجزیه شد. مقدار یون هیدروکسیل با این فرض حساب شد که مجموع یون‌های هیدروکسیل، فلوئور، کلر و گوگرد در دو کانی فلوگوپیت و آپاتیت به ترتیب بر اساس ده و دوازده اکسیژن برابر با ۲ و ۱ است. سپس مقادیر کلر و گوگرد با یک میکروسکوپ الکترونی روبشی JEOL مجهز به یک طیف‌سنج LINK eXL تجزیه و مقدار یون هیدروکسیل تعیین شد. برای تجزیه این دو عنصر شدت جریان باریکه الکترونی برابر با ۲/۵ نانوآمپر و زمان شمارش ۱۰۰ ثانیه بوده است. در جدول عناصر و نیز در به دست آوردن داده‌های خام، آهن به صورت دو ظرفیتی در نظر گرفته شده‌است. محاسبه عنصرسنجی این فرض که همه آهن موجود در الیوین به صورت دوظرفیتی باشد را تایید کرد. برای کلینوپیروکسن، اسپینل و فلوگوپیت پس از محاسبه فرمول ساختاری کانی براساس مرجع [۱۵]، فرض شد که کمبود مجموع کاتیون‌ها بر اساس تعداد اکسیژن مبنا به دلیل حالت اکسایشی آهن است. از این رو در نظر گرفتن اکسید آهن سه ظرفیتی برای ترکیب کانی با روش تکرار محاسبه‌ها تا آنجا انجام شد که مجموع تعداد کاتیون‌ها نیز متناسب با مجموع اکسیژن مبنا باشد.

بحث و بررسی

سنگ‌نگاری و کانی شناسی

لامپروفیرهای کوله سنگی از نوع قلیایی [۱۶]، و مافیک تا فرامافیک با ضریب رنگینی ۶۵ تا ۹۶ هستند (شکل ۳). بر اساس رده‌بندی اتحادیه جهانی علوم زمین، (IUGS) [۱۷]) این سنگ‌ها در دو رده اصلی مینت و فگزیت (vogesite) قرار دارند. مینت‌ها دارای کانی‌های اصلی فلوگوپیت، کلینوپیروکسن، الیوین و آمفیبول نوع بارکویکیت هستند. فوگزیت‌ها بدون فلوگوپیت بوده و شامل آمفیبول، کلینوپیروکسن و الیوین هستند. در این پژوهش، مینت‌هایی بدون آمفیبول بررسی شدند، تا بتوان از توزیع همه تیتانیم و باریم فقط بین فلوگوپیت و مذاب همزیست مطمئن بود هر دو نوع لامپروفیر با اینکه از نوع قلیایی هستند، مقداری ارتوز دارند. ارتوز در مینت‌های کومه‌ای فاز بین کومه‌ای بوده و فضای بین کانی‌های فلوگوپیت، کلینوپیروکسن و الیوین را پر کرده است (شکل ۳)، حال آنکه کانی‌های نام برده، بویژه کلینوپیروکسن، خود بافت خال خال دارند. دگرسانی باعث سرپانتینیتی شدن بخش‌های از الیوین شده اما بر کانی‌های فلوگوپیت و کلینوپیروکسن چندان اثر نگذاشته است.کانی‌های اسپینل و آپاتیت به دو صورت یا به صورت میانبارهای ریز بترتیب در الیوین و فلوگوپیت (شکل ۳)، و یا به صورت کانی‌های مستقل دانه‌ریز بین بلورین در این سنگ‌ها دیده می-شوند.

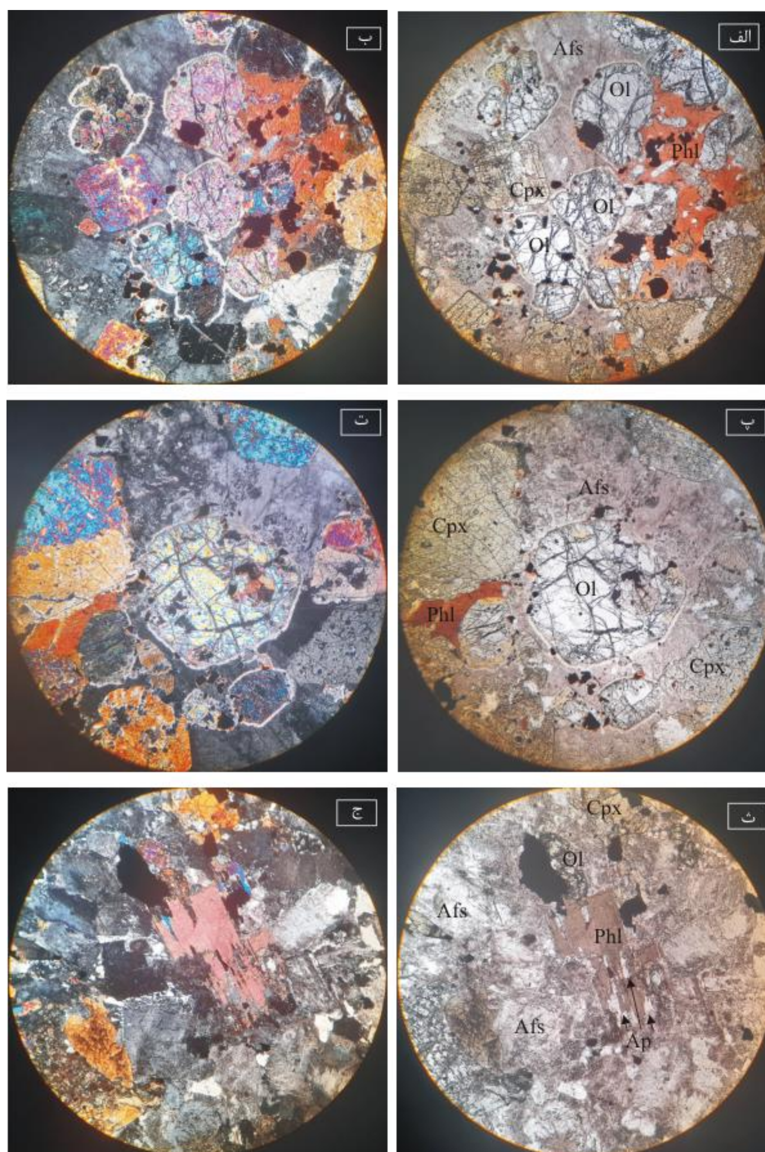
الیوین در همه لامپروفیرهای کوله سنگی اغلب به مقدار بیشتر از ۵٪ مودال دیده می‌شود (شکل ۳). نتایج تجزیه‌های ریزکاو الکترونی (جدول ۱) نشان می‌دهد که الیوین، با وجود تنوع نسبی عدد منیزیمی سنگ‌های میزبان، دارای گستره محدودی از سازای فورستریت است (Fo_{86-90}). مقدار اکسیدهای CaO و NiO به ترتیب در گستره ۰/۱۳- ۰/۲۶ و ۰/۱۸ -۰/۷۹ درصدوزنی متغیر است؛ با این حال الیوین از نظر فراوانی کلسیم و نیکل منطقه‌بندی شیمیایی از مرکز به لبه نشان نمی‌دهد. برخی از کانی‌های الیوین دارای میانبارهای دانه‌ریز اسپینل کروم‌دار، فلوگوپیت، آپاتیت، و گاه شیشه هستند.

کلینوپیروکسن در همه نمونه‌ها وجود دارد (شکل ۳) و فراوان‌ترین کانی آهن و منیزیم‌دار در این سنگ‌هاست. کلینوپیروکسن‌ها اغلب آثار تجزیه و هوازدگی نشان نمی‌دهند؛ با این حال، دارای میانبارهای فراوان فلوگوپیت، آپاتیت و گاه ارتوکلاز هستند. در برخی از نمونه‌ها، شیشه و مواد غیر بلورین در این کانی دیده می‌شود که گاه به شکل ممتد موازی با سطوح بلورشناسی قرار دارند و می‌توانند به ذوب ناشی از کاهش فشار نسبت داده شوند. در رده‌بندی سه‌تایی ولاستونیت- کلینوانستاتیت-کلینوفروسیلیت [۱۸]، کلینوپیروکسن‌ها در میدان اوژیت منیزیم بالا قرار می‌گیرند. عدد منیزیمی اوژیت (Mg#) به فرض دو ظرفیتی بودن همه آهن در کانی، بین ۹۱ تا ۶۹ (به طور متوسط برابر با ۸۳) است. مهم‌ترین ویژگی انواع پیروکسن‌ها، گستره مقدار Na بوده که بین ۰/۴۲ تا ۰/۵۸ درصد وزنی در تغییر است. البته، در

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.537]

تجزیه‌های ریزپردازشی، منطقه‌بندی از نظر فراوانی عنصر سدیم دیده نمی‌شود.

فلوگوپیت، پس از کلینوپیروکسن و الیوین مهم‌ترین کانی تشکیل دهنده این سنگ‌هاست (شکل ۳). اصطلاح فلوگوپیت بر گرفته از رده‌بندی بِیلی [۱۹] بوده و به این مفهوم است که نسبت منیزیم به مجموع منیزیم و آهن $MgO/(FeO+MgO)$ (مولار) بیش از ۶۰ درصد است (جدول ۲). تقریباً همه یا بخش زیادی از Al به جایگاه چاروجهی فلوگوپیت تعلق دارد. نسبت پایین Al^6/Al^4 احتمال تشکیل سازای شورمک چون ایستونیت ($KMg_2Al[Al_2Si_2O_{10}]$) و سیدروفیلیت ($KFe_2Al[Al_2Si_2O_{10}][OH_2]$) را رد می‌کند.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از مینت و کانی‌های شاخص آن‌ها: الف و ب) یک مینت شاخص با بافت کومه‌ای به ترتیب در نورهای قطبیده صفحه‌ای (PPL) و متقاطع (XPL) کانی‌های کومه‌ای الیوین، کلینوپیروکسن (دیوپسید) فلوگوپیت و اسپینل در زمینه‌ای از فلدسپات قلیایی بین کومه‌ای در آن. قطر میدان دید ۵ میلیمتر است. پ و ت) بلور الیوین دارای میانبارهای اسپینل به ترتیب در PPL و XPL که در این پژوهش برای دماسنجی الیوین- اسپینل استفاده شده‌اند. افزون بر الیوین، کانی‌های کومه‌ای کلینوپیروکسن، فلوگوپیت و اسپینل در زمینه‌ای از فلدسپات قلیایی بین کومه‌ای دیده می‌شود. قطر میدان دید ۵ میلیمتر است. ث و ج) فلوگوپیت دارای میانبارهای آپاتیت به ترتیب در PPL و XPL. این‌گونه کانی‌ها برای دماسنجی فلوگوپیت- آپاتیت به کار رفته‌اند. قطر میدان دید ۳٫۵ میلیمتر است. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و ایوانس [۲۰] هستند.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.537]

جدول ۱ ترکیب شیمیایی چند الیوین شاخص و فرمول‌های ساختاری آنها بر اساس ۴ اکسیژن.

نمونه	KS-2	KS-7	KS-12	KS-24
SiO_2	۴۰٫۶۷	۴۰٫۳۵	۴۱٫۰۱	۳۹٫۸۲
FeO	۷٫۹۷	۸٫۴۷	۸٫۱۱	۸٫۳
MnO	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۰۶	۰٫۱
MgO	۵۰٫۷۱	۵۰٫۵۹	۵۰٫۴۲	۵۱٫۱۱
CaO	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۴	۰٫۱۷
NiO	۰٫۳۱	۰٫۳۵	۰٫۷۹	۰٫۵۷
مجموع	۹۹٫۹۲	۱۰۰٫۰۵	۱۰۰٫۵۳	۱۰۰٫۰۷
Si	۰٫۹۹۱۳	۰٫۹۸۵۶	۰٫۹۹۵۴	۰٫۹۷۴۲
Fe^{2+}	۰٫۱۶۲۵	۰٫۱۷۳۰	۰٫۱۶۴۶	۰٫۱۶۹۸
Mn	۰٫۰۰۱۹	۰٫۰۰۲۵	۰٫۰۰۱۲	۰٫۰۰۲۱
Mg	۱٫۸۴۲۶	۱٫۸۴۲۱	۱٫۸۲۴۳	۱٫۸۶۴۰
Ca	۰٫۰۰۴۴	۰٫۰۰۴۴	۰٫۰۰۳۶	۰٫۰۰۴۵
Ni	۰٫۰۰۶۱	۰٫۰۰۶۹	۰٫۰۱۵۴	۰٫۰۱۱۲
مجموع	۳٫۰۰۸۷	۰٫۰۱۴۴	۳٫۰۰۴۶	۳٫۰۲۵۸

جدول ۲ ترکیب شیمیایی چند فلوگوپیت شاخص و فرمول ساختاری آنها بر اساس ۲۲ اکسیژن.

نمونه	KS-2	KS-7	KS-12	KS-24
SiO_2	۳۹٫۸۵	۳۹٫۰۳	۳۸٫۱۲	۳۹٫۴۹
TiO_2	۲٫۲۶	۳٫۰۴	۲٫۵۷	۲٫۶۴
Al_2O_3	۱۵٫۱۳	۱۵٫۹۲	۱۵٫۲۶	۱۵٫۲۰
Cr_2O_3	۱٫۳۲	۲٫۱۹	۰٫۳۲	۱٫۱۰
Fe_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۴٫۸۱	۴٫۴۹	۱۰٫۴۲	۴٫۵۲
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۱۶	۰٫۰۷
MgO	۲۲٫۳۶	۲۱٫۶۶	۱۸٫۹۶	۲۲٫۶۱
CaO	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۰
Na_2O	۰٫۳۰	۰٫۲۷	۰٫۴۰	۰٫۲۷
K_2O	۹٫۹۴	۹٫۸۱	۹٫۳۸	۹٫۹۳
NiO	۰٫۱۹	۰٫۲۶	۰٫۰۷	۰٫۰۷
BaO	۰٫۰۰	۰٫۲۶	۰٫۶۱	۰٫۸۰
F	۱٫۱۹	۱٫۰۴	۱٫۲۷	۱٫۱۲
Cl	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۲
H_2O	۳٫۶۸	۳٫۷۷	۳٫۵۲	۳٫۷۲
مجموع	۱۰۰٫۵۷	۱۰۱٫۴۵	۱۰۰٫۶۱	۱۰۱٫۰۸
Si	۵٫۶۲۱۶	۵٫۴۷۹۲	۵٫۵۲۸۱	۵٫۵۶۸۸
Ti	۰٫۲۴۲۲	۰٫۳۲۴۳	۰٫۲۸۳۲	۰٫۲۸۲۹
Al	۲٫۵۱۵۶	۲٫۶۳۴۰	۲٫۶۰۸۲	۲٫۵۲۶۲
Cr	۰٫۱۴۷۲	۰٫۲۴۳۱	۰٫۰۳۶۷	۰٫۱۲۲۶
Fe^{3+}	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰
Fe^{2+}	۰٫۵۶۷۵	۰٫۵۲۷۱	۱٫۲۶۳۷	۰٫۵۳۳۰
Mn	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۵۹	۰٫۰۱۹۷	۰٫۰۰۸۴
Mg	۴٫۷۰۲۳	۴٫۵۳۳۰	۴٫۰۹۸۹	۴٫۷۵۳۱
Ca	۰٫۰۰۴۵	۰٫۰۱۰۵	۰٫۰۰۷۸	۰٫۰۰۰۰
Na	۰٫۰۸۲۱	۰٫۰۷۳۵	۰٫۱۱۲۵	۰٫۰۷۳۸
K	۱٫۷۹۷۴	۱٫۷۶۵۲	۱٫۷۴۳۶	۱٫۷۹۴۹
Ni	۰٫۰۲۱۶	۰٫۰۲۹۴	۰٫۰۰۸۲	۰٫۰۰۷۹
Ba	۰٫۰۸۴۵۲	۰٫۰۱۴۳	۰٫۰۳۴۷	۰٫۰۴۴۲
F	۰٫۵۳۰۹	۰٫۴۶۱۷	۰٫۵۸۲۴	۰٫۴۹۹۵
Cl	۰٫۰۰۴۸	۰٫۰۰۷۱	۰٫۰۱۲۳	۰٫۰۰۴۸
OH	۳٫۴۶۲۸	۳٫۵۳۰۲	۳٫۴۰۵۰	۳٫۴۹۹۱
مجموع	۱۹٫۷۰۰۵	۱۹٫۶۳۸۵	۱۹٫۷۴۴۸	۱۹٫۷۱۹۲

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.537]

در برخی از لامپروفیرهای کوله سنگی آپاتیت در واقع یک کانی اصلی محسوب می‌شود، زیرا به طور متوسط ۱٫۵ درصد وزنی سنگ را تشکیل می‌دهد. با این حال، کانی‌های کلینوپیروکسن و فلوگوپیت دارای مقادیر قابل توجهی از میانبارهای آپاتیت هستند (شکل ۳). گوگرد در ترکیب آپاتیت به مقدار قابل توجهی وجود دارد، در حالیکه تنها مربوط به این کانی نیست. آپاتیت‌های تجزیه شده در گستره ترکیب ۰٫۳۵ فلوئورو آپاتیت- ۰٫۶۱۴ هیدروکسیل آپاتیت قرار دارند. گفتنی است که کلر فقط حدود ۴٪ جایگاه هالوژن و هیدروکسیل را در این کانی اشغال می‌کند (جدول ۳).

اسپینل‌های غنی از Cr به صورت میانبارهای دانه‌ریز بی-شکل در الیوین یافت می‌شوند (شکل ۳). گاهی اسپینل به صورت پر کننده شکستگی‌های الیوین نیز دیده می‌شود. تجزیه‌های شیمیایی ریزپردازشی نشان می‌دهد که اسپینل‌ها از نوع غنی از Cr_2O_3 و به نسبت فقیر از Al_2O_3 هستند (جدول ۴). مقادیر TiO_2 و CaO در اسپینل پایین‌تر از حد تشخیص دستگاه بوده است و مقدار NiO نیز چندان قابل توجه نبوده و عضو پایانی ترووتیت (trevotite) ($NiFe_2O_4$) نیز کم مقدار است.

زمین دما- فشارسنجی فلوگوپیت

آن دسته از کانی‌های فلوگوپیت که براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری فاز مذاب یا نزدیک به مذاب هستند، برای برآورد دما و فشار تعادل استفاده شدند. توزیع TiO_2 در فلوگوپیت و مذاب همزیست تابع دما بوده و مستقل از گریزندگی اکسیژن است [۲۳-۲۱]. ضریب توزیع با افزایش دما کاهش می‌یابد [۲۴]. واسنجی تجربی رایتر و کارمایکل [۲۴] معادله دماسنجی زیر را بدست می‌دهد:

$$\ln D_{TiO2\text{-}Phl/liq} = 17600/T - 12.1 \quad (۱)$$

که در آن D ضریب توزیع اکسید تیتانیم بین فلوگوپیت و مذاب همزیست و T دما برحسب k است. مولفین نامبرده پیشنهاد کرده‌اند که در صورت اطمینان از اولیه یا نزدیک به اولیه بودن سنگ در بر گیرنده می‌توان ترکیب شیمیایی آن را برای مذاب در نظر گرفت و خطای احتمالی چنین فرضی کمتر از خطای ذاتی در محاسبه‌های واسنجی است [۲۴]. به این ترتیب، دمای تعادل فلوگوپیت و مذاب همزیست بین ۱۰۶۹ تا ۱۱۴۸ درجه سانتی‌گراد و به طور متوسط ۱۱۰۶ درجه سانتی گراد (با انحراف معیار ۲۵) محاسبه شد (جدول ۵).

جدول ۴ ترکیب شیمیایی چند اسپینل شاخص و فرمول ساختاری آنها بر پایه ۴ اکسیژن

نمونه	KS-2	KS-7	KS-12	KS-24
SiO_2	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۰
Al_2O_3	۱۱٫۳۶	۱۲٫۳۱	۸٫۲۶	۸٫۳۱
Cr_2O_3	۵۱٫۳۱	۵۰٫۱۵	۵۵٫۹۰	۵۶٫۶۸
Fe_2O_3	۸٫۹۴	۹٫۳۹	۹٫۱۰	۸٫۷۷
FeO	۱۳٫۴۲	۱۲٫۴۷	۱۰٫۹۶	۱۲٫۲۱
MnO	۰٫۳۴	۰٫۳۷	۰٫۲۶	۰٫۳۴
MgO	۱۲٫۶۲	۱۳٫۲۶	۱۴٫۱۰	۱۳٫۴۲
CaO	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
NiO	۰٫۰۹	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۲
مجموع	۹۸٫۱۴	۹۸٫۰۸	۹۸٫۷۷	۹۹٫۸۵
Si	۰٫۰۰۱۳	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۲۰	۰٫۰۰۰۰
Al	۰٫۴۴۰۷	۰٫۴۷۳۹	۰٫۳۱۹۷	۰٫۳۲۰۰
Cr	۱٫۳۳۵۳	۱٫۲۹۵۲	۱٫۴۵۱۵	۱٫۴۶۴۳
Fe^{3+}	۰٫۲۲۱۴	۰٫۲۳۰۸	۰٫۲۲۹۴	۰٫۲۱۵۷
Fe^{2+}	۰٫۳۶۹۴	۰٫۳۴۰۷	۰٫۳۰۱۰	۰٫۳۳۳۷
Mn	۰٫۰۰۹۵	۰٫۰۱۰۲	۰٫۰۰۷۲	۰٫۰۰۹۴
Mg	۰٫۶۱۹۳	۰٫۶۴۵۷	۰٫۶۹۰۳	۰٫۶۵۳۷
Ca	۰٫۰۰۰۷	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰
Ni	۰٫۰۰۲۴	۰٫۰۰۳۴	۰٫۰۰۳۴	۰٫۰۰۳۲
مجموع	۳٫۰۰۰۰	۳٫۰۰۰۰	۳٫۰۰۰۰	۳٫۰۰۰۰

جدول ۵ نتایج دماسنجی به روش توزیع TiO_2 در فلوگوپیت و فشار سنجی به روش توزیع BaO در فلوگوپیت مشابه برای مینت‌های کوله سنگی.

	T(°C)	BaO-Phl	BaO-WR**	DBaO	lnD	P(kbar)
KS-2	۱۰۹۵	۰/۴۹	۰/۴۱	۱/۲۰	۰/۱۸	۱۰/۳
KS-5	۱۰۶۹	۰/۶۳	۰/۴۴	۱/۴۳	۰/۳۶	۸/۹
KS-6	۱۱۲۳	۰/۶۵	۰/۴۳	۱/۵۱	۰/۴۱	۷/۳
KS-7	۱۱۰۶	۰/۵۹	۰/۴۴	۱/۳۴	۰/۲۹	۸/۹
KS-12	۱۰۷۳	۰/۶۱	۰/۴۲	۱/۴۵	۰/۳۷	۸/۷
KS-14	۱۰۸۴	۰/۵۶	۰/۴۰	۱/۴۰	۰/۳۴	۸/۸
KS-15	۱۱۲۸	۰/۴۸	۰/۳۲	۱/۵۰	۰/۴۱	۷/۳
KS-16	۱۱۱۰	۰/۴۸	۰/۴۰	۱/۲۰	۰/۱۸	۱۰/۰
KS-21	۱۱۴۸	۰/۵۸	۰/۴۵	۱/۲۹	۰/۲۵	۸/۵
KS-24	۱۱۲۵	۰/۵۲	۰/۳۸	۱/۳۷	۰/۳۱	۸/۳
KS-26	۱۱۰۱	۰/۴۲	۰/۳۰	۱/۴۰	۰/۳۴	۸/۵
میانگین	۱۱۰۶					۸/۷
SD*	۲۵					۰/۹۲

*مقدار انحراف معیار بر روی میانگین محاسبه شده‌است.

** WR: سنگ کل

توزیع اکسید باریم بین فلوگوپیت و مذاب همزیست با افزایش فشار کاهش می‌یابد [۲۲-۲۴]. رایتر و کارمایکل [۲۴] بر اساس بررسی تجربی تعادل فازها برای لامپروفیرهای فلوگوپیت‌دار مکزیک معادله فشارسنجی زیر را بدست آوردند:

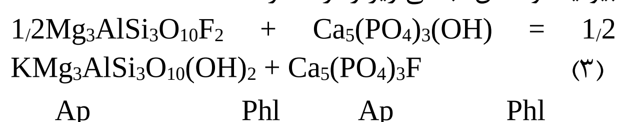
$$P_{kbar} = T * [(\ln D_{BaO} + 2.167 – 4553 / T + 0.388 \ln \alpha H_2O / c] \quad c = -130.70 \qquad (۲)$$

آنها پیشنهاد کرده‌اند که مقدار دما از روش توزیع اکسید تیتانیم بین فلوگوپیت-مذاب، و ترجیحا از همان کانی به دست آمده باشد. با استفاده از دماهای محاسبه شده برای فلوگوپیت‌های یکسان، فشار برای شرایط تعادلی لامپروفیرهای کوله سنگی بین ۷/۳ تا ۱۰/۳ کیلوبار و به طور متوسط ۸/۷ کیلوبار (با انحراف معیار ۰/۹) به دست آمد (جدول ۵).

دماسنجی آپاتیت- فلوگوپیت

واسنجی نهایی دماسنج زمین شناسی بر پایه تبادل تعادلی فلوئور-هیدروکسیل بین آپاتیت و فلوگوپیت توسط ژو و اسورژنسکی [۲۵] انجام شد. آنها با در نظر داشتن این توزیع فلئور بین دو کانی فلئورپذیر در حال تعادل به نسبت Mg/Fe نیز بستگی دارد، برای تبادل فلئور-هیدروکسیل بین آپاتیت و بیوتیت واکنش تبادلی زیر را ارائه کردند:

$$1/2Mg_3AlSi_3O_{10}F_2 + Ca_5(PO_4)_3(OH) = 1/2 KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + Ca_5(PO_4)_3F \qquad (۳)$$



و ضریب توزیع را برای این واکنش چنین تعریف کردند:

$$K_D = (X_F / X_{OH})_{Ap} / (X_F / X_{OH})_{Phl} \qquad (۴)$$

که در آن X مول جزئی سازنده‌ها در دو کانی است. معادله دماسنجی فلوگوپیت-آپاتیت نیز چنین ارائه شد:

$$T(°C) = (8852-0.024P+5000X_{Fe} / 1.987\ln K_D^{Ap,Phl} + 3.3666) - 273.15 \qquad (۵)$$

که در این جا، فشار بر حسب بار است. آنها همچنین، با در نظر گرفتن این که در چنین واکنش‌های تعادلی، آلومینیم هشت-وجهی به اندازه آهن دو ظرفیتی اثرگذار است [۲۶]، مول جزئی آهن را به صورت زیر تعریف کردند:

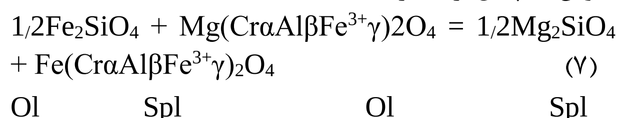
$$X_{Fe} = Fe^{2+} + Al^{VI} / (Fe^{2+} + Mg + Al^{VI}) \qquad (۶)$$

ترکیب شیمیایی فلوگوپیت و آپاتیت برای محاسبه دماهای تعادل این دو کانی به دست آمد. برای هر نمونه، مقدار فشار از روش توزیع اکسید باریم در همان فلوگوپیت تعیین شد. دماهای محاسبه شده برای تعادل فلوگوپیت-آپاتیت بین ۱۰۲۹ و ۱۱۵۲ درجه سانتی‌گراد (جدول ۶)، و به طور متوسط برابر با ۱۰۷۸ درجه سانتی‌گراد است. این دما با متوسط دماهای بدست آمده برای کل نمونه‌ها به روش تک کانی فلوگوپیت (جدول ۵) همخوانی دارد. انحراف معیار بدست آمده (۳۱) نیز، مانند دیگر روش‌های محاسبه دما در این پژوهش، کوچک است.

دماسنجی اسپینل-الیوین

رودر و همکاران [۲۷] معادله زیر را برای واسنجی دماسنج الیوین-اسپینل ارائه کردند:

$$1/2Fe_2SiO_4 + Mg(Cr\alpha Al\beta Fe^{3+}\gamma)2O_4 = 1/2Mg_2SiO_4 + Fe(Cr\alpha Al\beta Fe^{3+}\gamma)_2O_4 \qquad (۷)$$



در این جا، α، β و γ نسبت‌های اتمی کاتیون‌های سه ظرفیتی به شرح زیر هستند:

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.537]

$\alpha = Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$; $\beta = Al/(Cr+Al+Fe^{3+})$; $\gamma = Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ (۸)

ثابت تعادل آهن-منیزیم نیز از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$K_D = (X_{Mg}/X_{Fe2+})_{Ol} * (X_{Fe2+}/X_{Mg})_{Spl}$ (۹)

که X مقدار مول جزئی کاتیون‌های Mg و Fe^{2+} به مجموع دو کاتیون است. رودر و همکاران [۲۷] برای محاسبه دمای تعادل الیوین-اسپینل معادله زیر ارائه کردند:

$T(°K) = \alpha 3480 + \beta 1018 - \gamma 1720 + 2400 / (\alpha 2.23 + \beta 2.56 - \gamma 3.08 - 1.47 + 1.987 \ln K_D)$ (۱۰)

دماهای محاسبه شده به این روش برای زوج تعادلی الیوین-اسپینل گستره دمایی وسیع‌تری (۹۸۹ تا ۱۲۶۵ درجه سانتی گراد) در مقایسه با دو روش دیگر دارد (جدول ۷). به هر حال، میانگین دماهای محاسبه شده (۱۰۶۹ درجه سانتی گراد) با دماهای بدست آمده از روش‌های فلوگوپیت و فلوگوپیت-آپاتیت همخوانی دارد (جدول ۸).

جدول ۶ زمین دماسنجی مینت‌های کوله سنگی به روش توزیع یون‌های فلئور – هیدروکسیل بین کانی‌های فلوگوپیت و آپاتیت

	P (kbar	F-Ap	OH-Ap	F-Phl	OH-Phl	$Fe+Al^6$	$Fe+Mg+Al^6$	XFe	K_D	$\ln K_D$	T(°C)
KS-2	۱۰٫۳	۱٫۴۲۳	۰٫۵۱۳	۰٫۳۶۳	۳٫۶۲۹	۳٫۶۰۰	۷٫۸۷۴	۰٫۴۵۷	۲۷٫۷۳	۳٫۳۲۲۵	۱۰۴۳
KS-5	۸٫۹	۱٫۴۴۹	۰٫۵۱۴	۰٫۳۶۱	۳٫۶۲۷	۳٫۵۹۲	۷٫۸۷۲	۰٫۴۵۶	۲۸٫۳۳	۳٫۳۴۴۰	۱۰۸۴
KS-6	۷٫۳	۱٫۴۴۱	۰٫۵۱۶	۰٫۳۶۵	۳٫۶۳۹	۳٫۶۲۰	۷٫۸۷۰	۰٫۴۶۰	۲۷٫۸۵	۳٫۳۲۶۷	۱۱۵۲
KS-7	۸٫۹	۱٫۵۱۲	۰٫۵۰۳	۰٫۳۶۹	۳٫۶۳۷	۳٫۵۹۷	۷٫۸۸۰	۰٫۴۵۶	۲۹٫۶۴	۳٫۳۸۹۳	۱۰۶۶
KS-12	۸٫۷	۱٫۴۸۴	۰٫۴۹۸	۰٫۳۶۶	۳٫۶۲۲	۳٫۶۰۱	۷٫۸۸۱	۰٫۴۵۷	۲۹٫۴۶	۳٫۳۸۲۹	۱۰۷۶
KS-14	۸٫۸	۱٫۵۴۱	۰٫۵۱۰	۰٫۳۶۵	۳٫۶۳۵	۳٫۶۰۶	۷٫۸۷۶	۰٫۴۵۸	۳۰٫۰۵	۳٫۴۰۲۷	۱۰۶۶
KS-15	۷٫۳	۱٫۵۸۸	۰٫۴۷۲	۰٫۳۶۸	۳٫۶۲۸	۳٫۵۹۸	۷٫۸۶۹	۰٫۴۵۷	۳۳٫۱۹	۳٫۵۰۲۲	۱۰۷۹
KS-16	۱۰	۱٫۴۹۵	۰٫۴۹۹	۰٫۳۶۹	۳٫۶۲۸	۳٫۵۸۹	۷٫۸۷۸	۰٫۴۵۶	۲۹٫۴۶	۳٫۳۸۲۹	۱۰۲۹
KS-21	۸٫۵	۱٫۴۸۰	۰٫۵۱۳	۰٫۳۶۴	۳٫۶۳۰	۳٫۵۹۸	۷٫۸۷۶	۰٫۴۵۷	۲۸٫۷۶	۳٫۳۵۹۰	۱۰۹۳
KS-24	۸٫۳	۱٫۵۲۴	۰٫۵۰۹	۰٫۳۶۷	۳٫۶۳۱	۳٫۶۰۷	۷٫۸۸۴	۰٫۴۵۸	۲۹٫۵۹	۳٫۳۸۷۴	۱۰۸۹
KS-26	۸٫۵	۱٫۴۹۸	۰٫۵۰۸	۰٫۳۶۱	۳٫۶۲۱	۳٫۵۹۸	۷٫۸۷۷	۰٫۴۵۷	۲۹٫۵۷	۳٫۳۸۶۸	۱۰۸۲
میانگین											۱۰۷۸
×SD											۳۱

×مقدار انحراف معیار بر روی میانگین محاسبه شده‌است.

جدول ۷ نتایج زمین دماسنجی مینت‌های کوله‌سنگی به روش تعادلی الیوین- اسپینل.

	Cr	Al	Fe^{3+}	Mg_{Ol}	Fe^{2+}_{Ol}	Fe^{2+}_{Spl}	Mg_{Spl}	K_D	$\ln K_D$	T(°C)
KS-2	۱٫۱۶۳	۰٫۵۹۱	۰٫۲۴۳	۱٫۸۱۱	۰٫۱۷۲	۰٫۲۷۰	۰٫۷۲۰	۳٫۹۴۳۰	۱٫۳۷۱۹	۱۲۶۵
KS-5	۰٫۹۴۱	۰٫۸۰۴	۰٫۲۵۰	۱٫۸۳۴	۰٫۱۶۹	۰٫۲۹۸	۰٫۶۹۲	۴٫۶۸۴۲	۱٫۵۴۴۲	۱۰۱۲
KS-6	۱٫۳۳۵	۰٫۴۴۱	۰٫۲۲۱	۱٫۸۰۶	۰٫۱۹۵	۰٫۳۶۹	۰٫۶۱۹	۵٫۵۲۴۹	۱٫۷۰۹۳	۱۰۳۴
KS-7	۱٫۲۹۵	۰٫۴۷۴	۰٫۲۳۱	۱٫۸۲۷	۰٫۱۶۶	۰٫۳۴۱	۰٫۶۴۶	۵٫۸۰۸۵	۱٫۷۵۹۳	۹۸۹
KS-12	۱٫۴۵۲	۰٫۳۲۰	۰٫۲۲۵	۱٫۸۵۰	۰٫۱۴۶	۰٫۳۰۱	۰٫۶۹۰	۵٫۵۲۵۵	۱٫۷۰۹۴	۱۰۸۹
KS-14	۱٫۴۶۴	۰٫۳۲۰	۰٫۲۱۶	۱٫۸۳۳	۰٫۱۵۸	۰٫۳۳۴	۰٫۶۵۴	۵٫۹۲۶۳	۱٫۷۷۹۴	۱۰۳۱
KS-15	۱٫۲۸۵	۰٫۴۷۵	۰٫۲۳۲	۱٫۸۳۲	۰٫۱۶۷	۰٫۳۴۲	۰٫۶۴۶	۵٫۷۹۶۷	۱٫۷۵۷۳	۹۹۰
KS-16	۱٫۴۶۰	۰٫۳۲۱	۰٫۲۱۵	۱٫۸۴۱	۰٫۱۵۶	۰٫۳۱۱	۰٫۶۸۳	۵٫۳۷۲۱	۱٫۶۸۱۲	۱۱۰۱
KS-21	۱٫۴۵۳	۰٫۳۲۱	۰٫۲۲۴	۱٫۸۴۹	۰٫۱۴۸	۰٫۳۰۱	۰٫۶۸۹	۵٫۴۷۶۴	۱٫۷۰۰۴	۱۰۹۰
KS-24	۱٫۴۵۹	۰٫۳۲۳	۰٫۲۱۵	۱٫۸۴۸	۰٫۱۴۹	۰٫۳۰۲	۰٫۶۸۹	۵٫۴۵۳۴	۱٫۶۹۶۲	۱۰۹۰
KS-26	۱٫۴۵۸	۰٫۳۲۳	۰٫۲۱۵	۱٫۸۴۲	۰٫۱۵۷	۰٫۳۲۳	۰٫۶۸۴	۵٫۵۴۵۴	۱٫۷۱۳۰	۱۰۷۷
میانگین										**۱۰۶۹**
SD×										۷۶٫۹

×مقدار انحراف معیار بر روی میانگین محاسبه شده‌است.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.537]

جدول ۸ دماها و فشارهای محاسبه شده برای نمونه‌های مینت منطقه کوله سنگی به همراه میانگین دماها و فشار و انحراف معیار.

	temperatures (°C)			Pressure (kbar)
Method:	Phl (Ti)	Phl- Ap	Spl-Ol	Phl (Ba)
KS-2	۱۰۹۴	۱۰۴۳	۱۲۶۵	۱۰/۳
KS-5	۱۰۶۹	۱۰۸۴	۱۰۱۲	۸/۹
KS-6	۱۱۲۳	۱۱۵۲	۱۰۳۴	۷/۳
KS-7	۱۱۰۶	۱۰۶۶	۹۸۹	۸/۹
KS-12	۱۰۷۳	۱۰۷۶	۱۰۸۴	۸/۷
KS-14	۱۰۸۴	۱۰۶۶	۱۰۳۱	۸/۸
KS-15	۱۱۲۸	۱۰۷۹	۹۹۰	۷/۳
KS-16	۱۱۱۰	۱۰۲۹	۱۱۰۱	۱۰/۰
KS-21	۱۱۴۸	۱۰۹۳	۱۰۹۰	۸/۵
KS-24	۱۱۲۵	۱۰۸۹	۱۰۹۰	۸/۳
KS-26	۱۱۰۱	۱۰۸۲	۱۰۷۷	۸/۵
میانگین	**۱۱۰۶**	**۱۰۷۸**	**۱۰۶۹**	**۸/۷**
SD[×]	۲۴/۵	۳۱/۳	۷۶/۹	۰/۹۲

[×]مقدار انحراف معیار بر روی میانگین محاسبه شده‌است.

بحث

در محاسبه‌های زمین-دماسنجی در این پژوهش، شرط تعادل بین زوج کانی‌ها یا کانی-سنگ در نظر گرفته شده است [۲۸، ۲۹]. نخست، همه روش‌های دما-فشارسنجی با نمونه‌های دارای همه کانی‌ها یعنی الیوین، اسپینل، فلوگوپیت، و آپاتیت انجام شد. در مرحله دوم، کانی‌های آپاتیت و اسپینل به صورت میانبارهای کانی به ترتیب در فلوگوپیت و الیوین هستند. از این رو، تعادل فلوگوپیت-آپاتیت و الیوین-اسپینل قطعی است [۳۰]. در مرحله سوم، براساس نتایج سنگ نگاری، کانی‌های الیوین و فلوگوپیت همزیست هستند و روابط بافتی آنها نشانگر تقدم یکی از دو کانی در روند تبلور نیست. از این رو، می‌توان فلوگوپیت را با خطای بسیار کم فاز مذاب در نظر گرفت. در مرحله چهارم، نزدیکی دماهای بدست آمده، که نشان دهنده دقت محاسبات است، می‌تواند گویای شرایط تعادل نیز باشد.

در فشارسنجی به روش فلوگوپیت، فعالیت آب (αH_2O) باید در نظر گرفته شود [۲۲، ۳۱]. پژوهشگران مختلف [۲۲، ۲۴، ۳۱] در بررسی‌های تجربی در زمینه واسنجی فشارسنج فلوگوپیت، مقدار فعالیت آب را برابر با یک گرفتند. در این پژوهش، کاهش فعالیت آب از ۱ به ۰/۵ منجر به کاهش ۱/۱ تا ۱/۵ کیلوبار در فشار محاسبه شده می‌گردد. نظر به ناچیز بودن خطاهای احتمالی، در این پژوهش فعالیت آب برای همه نمونه‌ها برابر با ۱ فرض شده‌است.

فشارسنجی لامپروفیرهای کوله سنگی بر اساس ترکیب شیمیایی تک کانی فلوگوپیت چهار مزیت دارد: نخست، دماها و فشارهای محاسبه شده گستره محدود و انحراف معیار کم نشان می‌دهند؛ دوم، فلوگوپیت یکی از کانی‌های اصلی این سنگ-هاست. سوم، واسنجی‌های اصلی فشارسنجی و دماسنجی تک کانی فلوگوپیت با استفاده از نمونه‌های طبیعی غنی از پتاسیم مافیک و نه با استفاده از ترکیب‌ها و کانی‌های ساخته شده در آزمایشگاه با ترکیب آرمانی انجام شده‌است. چهارم، دماهای تعادلی بدست آمده برای فلوگوپیت به احتمال زیاد دماهای مذاب هستند، زیرا همیشه در صورت بالا بودن نسبی فعالیت آب در لامپروفیرها، فلوگوپیت یک کانی مذاب یا نزدیک به مذاب است [۳، ۲۲، ۳۱، ۳۲]. چنانکه گفته شد، نتایج سنگ‌نگاری نیز نشان می‌دهند که فلوگوپیت یک فاز مذاب است. با توجه به دلایل بیان شده، دمای میانگین ۱۱۰۶ درجه سانتی‌گراد (با انحراف معیار ۲۵) و فشار میانگین ۸/۷ کیلوبار (با انحراف معیار ۰/۹)، که از دما-فشارسنجی فلوگوپیت-مذاب به دست آمده‌اند، برای لامپروفیرهای نوع مینت منطقه کوله سنگی پیشنهاد می‌شود.

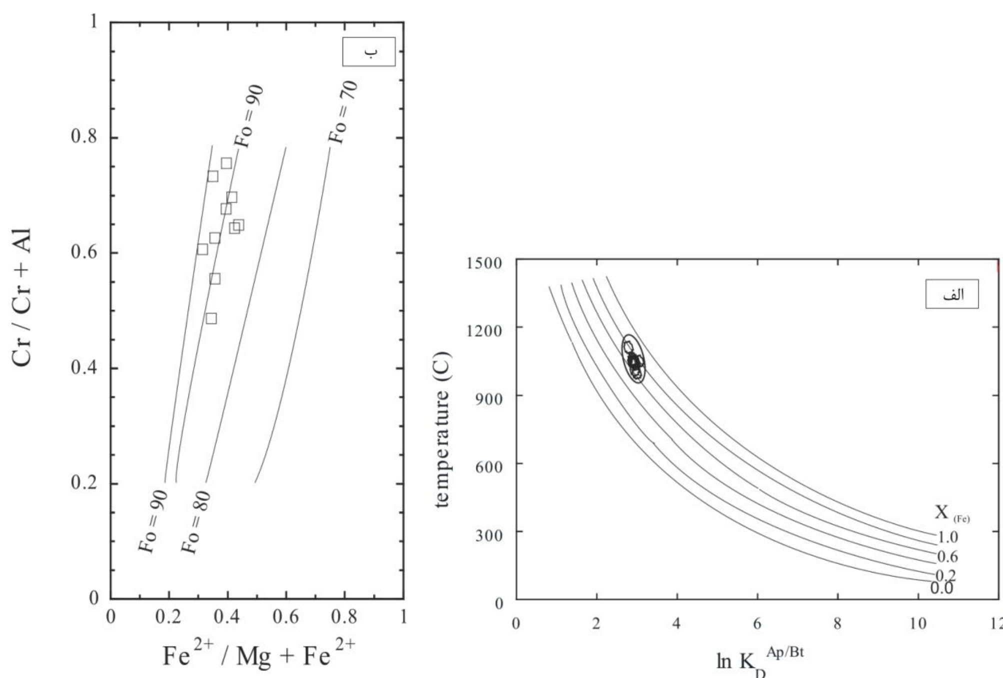
دماها و فشارهای بدست آمده برای مینت‌های کوله سنگی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در فشار کم و دماهای به نسبت کم (۱۱۰۶-۱۰۶۹ درجه سانتی‌گراد) به تعادل رسیده‌اند. افزون بر این، هم فشارها و هم دماهای پیشنهاد شده، گستره‌های کوچک، به ترتیب ۳ کیلوبار و ۷۹ درجه سانتی‌گراد را نشان

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.537]

می‌دهند. از آنجا که پوسته در این منطقه از نوع اقیانوسی است [۸]، چگالی آن حدود ۳ گرم بر سانتی‌متر مکعب در نظر گرفته می‌شود. از این رو، نخستین کانی‌ها در عمق حدود ۲۱ تا ۳۰ کیلومتر درون سنگ کره اقیانوسی متبلور شده‌اند. از آنجا که سنگ‌های قلیایی پتاسیمی و فراپتاسیمی از ذوب‌بخشی پریدوتیت‌های فلوگوپیت‌دار در اعماق ۶۰ تا ۲۰۰ کیلومتری تشکیل می‌شوند [۳۳، ۳۴]، اعماق محاسبه شده برای تعادل فازهای مذاب در این ماگماها به طور قابل توجهی کم است. فشارهای مشابهی برای تشکیل سنگ‌های فراپتاسیمی مشابه در ایتالیا (ایالت هم ماگمای رم)، آلمان (کافت دره راین) و اوگاندا بدست آمده [۳۵] و پیشنهاد شده است که فشارهای بسیار کم محاسبه شده در واقع دمای تعادل سنگ‌ها در حالت کومه‌ای و نه تبلور مستقیم کانی‌ها از یک ماگمای در تعادل با گوشته زمین هستند [۳۶]. احتمال دیگر، تعادل دوباره کانی فلوگوپیت است.

احتمال تعادل دوباره فلوگوپیت به دلایلی که در پی می‌آید رد می‌شود؛ نخست نتایج، تجزیه‌های شیمیایی مورد استفاده در محاسبه‌های زمین دما-فشارسنجی از مرکز فلوگوپیت است و نه از لبه‌های کانی که تعادل دوباره احتمالی در آن‌ها نمود می‌یابد؛ دوم، در فلوگوپیت‌های کوله سنگی ساختار منطقه‌ای از نظر ترکیب شیمیایی دیده نمی‌شود و ترکیب شیمیایی لبه کانی نزدیک به ترکیب شیمیایی مرکز است. از اینرو، دماها و فشارهای تعادل بدست آمده را به احتمال بسیار می‌توان به ماهیت کومه‌ای این سنگ‌ها و نه تعادل دوباره کانی‌ها مربوط دانست.

چنانکه گفته شد، بررسی سنگ‌شناسی مینت‌های کوله سنگی نشان می‌دهد که بسیاری از این سنگ‌ها دارای بافت کومه‌ای هستند (شکل ۴). سرگزی و همکاران [۱۲] نیز شواهد صحرایی کومه‌ای بودن آنها را نشان داده‌اند. کومه‌ای بودن یک سنگ خود دلیلی بر تعادل کانی‌های تشکیل دهنده آن است [۳۷]. با این حال، از اولیه بودن سنگ‌ها باید مطمئن شد تا بتوان فازهای مذاب را در آن شناسایی کرد. الیوین که اغلب، به درستی، فاز مذاب مذاب‌های بازالتی انگاشته می‌شود [۳۸]، بر اساس ضرایب توزیع منیزیم و آهن دوظرفیتی بین الیوین و مذاب همزیست [۲] در تعادل با سنگ است (محاسبه‌ها در این جا آورده نشده اند). روابط بافتی الیوین و فلوگوپیت نیز بیانگر تعادل بین دو کانی است. از این رو، می‌توان فلوگوپیت را نیز فاز مذاب در نظر گرفت، زیرا اسپینل و آپاتیت به صورت میانبار کانی به ترتیب در الیوین و فلوگوپیت قرار گرفته‌اند، تعادل بین کانی میانبار و کانی همزیست قطعی است.



شکل ۴ الف) فلوگوپیت‌های موجود در مینت‌های کوله سنگی در منحنی‌های تعادل برای زمین دماسنج تبادلی F-OH بین آپاتیت و بیوتیت [۲۵]. ب) ترکیب اسپینل‌های موجود در مینت‌های کوله سنگی در نمودار تعادل اسپینل- الیوین [۳۹]. چهار خط شیب‌دار نشان دهنده ترکیب اسپینل‌هایی هستند که باید با الیوین در تعادل باشند (Fo : سازای فورستریت الیوین).

برداشت

نتایج زمین-دما سنجی و زمین-فشارسنجی مینت‌های منطقه کوله سنگی را می‌توان به شرح زیر خلاصه کرد:

(۱) کانی‌های الیوین و فلوگوپیت فازهای مذاب و کانی‌های اسپینل و آپاتیت به صورت میانبارهای کانی به ترتیب در الیوین و فلوگوپیت هستند. از این رو، در روش‌های زمین دما-فشارسنجی استفاده شده در این پژوهش تعادل قطعی است.

(۲) فشار محاسبه شده برای شرایط تعادلی این سنگ‌ها به طور متوسط برابر با ۸/۷ کیلوبار است.

(۳) زمین دماسنج توزیع اکسید تیتانیم بین فلوگوپیت و مذاب، زمین‌دماسنج تبادلی فلوگوپیت-آپاتیت، و زمین دماسنج تبادلی الیوین اسپینل به ترتیب دماهای متوسط ۱۱۰۶، ۱۰۷۸، و ۱۰۶۹ درجه سانتی گراد را بدست داده‌اند.

(۴) از آنجا که فلوگوپیت، به عنوان فاز مذاب، کانی فراوان در این سنگ‌هاست و دماهای محاسبه شده از توزیع اکسید تیتانیم بین فلوگوپیت-مذاب گستره محدودتری را نشان می‌دهند، دماهای محاسبه شده به این روش به احتمال بسیار قابل اعتمادترین دماهای بدست آمده در این پژوهش هستند. از این رو، دمای متوسط ذوب این سنگ‌ها حدود ۱۱۰۶ درجه سانتی‌گراد پیشنهاد می‌گردد. متوسط دمای محاسبه شده به هر سه روش نیز برابر با ۱۰۸۴ درجه سانتی گراد با انحراف معیار کوچک برابر با ۱۹ است، که تنها ۲٪ با دمای پیشنهاد شده اختلاف دارد.

(۵) فشارهای محاسبه شده متناسب با عمق متوسط ۲۱ تا ۳۰ کیلومتر هستند، که نظر به پی سنگ افیولیتی منطقه، محیط کم عمق درون سنگ‌کره اقیانوسی را نشان می‌دهند.

(۶) دماها و فشارهای به نسبت کم تعادل نتایج سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی مبنی بر کومه‌ای بودن این سنگ‌ها را با وجود اولیه بودن آنها تایید می‌کنند.

قدردانی

از زحمات داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران برای بهبود کیفیت این نوشتار صمیمانه تشکر می‌نماییم. از فرماندهی محترم پاسگاه کوله‌سنگی برای تامین امنیت و پشتیبانی آمادی در منطقه مرزی سپاسگزاریم. همچنین، از آقایان دکتر علی اصغر مریدی، مسعود فرخ‌نژاد، و عباس مسلمی برای کمک‌های صحرایی، و از دکتر داگلاس هال، بخش ریزتجزیه دانشگاه نیوبرانزویک کانادا، برای همکاری در تجزیه ریزپردازشی قدردانی می‌نماییم.

مراجع

[1] Blundy J., *"Chemical differentiation by mineralogical buffering in crustal hot zones"*, Journal of Petrology 63 (2022) https://doi.org/10.1093/petrology/egac054.

[2] White W.M., *"Geochemistry"*, Wiley-Blackwell, (2013) California, USA, 668 p.

[3] Putnis A., *"Fluid–mineral interactions: controlling coupled mechanisms of reaction, mass transfer and deformation"*, Journal of Petrology (2021) https://doi.org/10.1093/petrology/egab092.

[4] Asadi A., Ghasemi H., Mobasheri M., *"Olivine chemistry as a petrogenetic indicator for origin and formation conditions of Sargaz-Abshur ultramafic-mafic intrusion, SE Baft, Kerman"* (in Persian), Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 31 (2022) 31-44.

[5] Ghorbani Gh., Mardani F., Shafaii Moghaddam M., *"Geothermobarometry of late Neoprotrozoicgabbroic bodies from Shotor –Kuh area, N Torud (SE shahrood) based on pyroxene and amphibole chemistry"* (in Persian), Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 32 (2024) 99-112.

[6] Dehghani Dashtabi S., Rahgoshay M., Mahmoody Sh., *"Geochemistry of biotite and its formation conditions in Hararan granitoid"* (in Persian), Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 31 (2022) 697-708.

[7] Tajbakhsh G., Khodami M., Monsef R., *"Mineral chemistry and geothermo-barometry based on amphibole of alkali gabbro dykes of Zarigan, northeast of Bafq"* (in Persian), Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 31 (2022) 59- 74.

[8] Aghanabati A., "Geology of Iran", Geological survey and Mineral exploration of Iran publication (1383) Tehran, Iran, 586 p. (in Persian)

[9] Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., Camp, V.E., *"The Sistan suture zone of eastern Iran"*, Geological Society of America Bulletin 94 (1983): 134–150.

[10] Mohammadi A., Burg J.P., Bouilhol P., Ruh J., *"U–Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone"*, Lithos 248-251 (2016): 293-308.

[11] Camp V.E., Griffis R.L., *"Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan*

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.537]

equilibria of phlogopite lamprophyres from western Mexico: biotite-liquid equilibria and *P-T* estimates for biotite-bearing igneous rocks", Contributions to Mineralogy and Petrology 123 (1996) 1-21.

[25] Zhu C., Sverjenski D.A., *"F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite"*, Geochimica Cosmochimica Acta 56 (1992) 3435-3467.

[26] Munoz J.L., *"F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. In: Baily SW (ed) Micas"*, Review in Mineralogy 13 (1984) 469-493

[27] Roeder P.L., Campbell I.H., Jamieson H.E., "A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 68 (1979): 325-334.

[28] Brown G.M., Pinsent R.H., Coisy P., *"The petrology of the spinel-peridotite xenoliths from the Massif Central, France"*, American Journal of Science 280 (1980) 471-498.

[29] Holness M.B., Vukmanovic Z., Mariani E., *"Assessing the role of compaction in the formation of adcumulates: a microstructural perspective"*, Journal of Petrology 58 (2017) 643-673.

[30] Ferrero S., Angel R. J., "Micropetrology: are inclusions grains of truth?", Journal of Petrology 59 (2018) 1671-1700. https//doi.org/10.1093/petrology/egy075.

[31] Esperanca S., Holloway J.R., *"The origin of high-K latites from Camp Creek, Arizona: constraints from experiments with variable* fO_2 *and* a_{H2O}*"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 93 (1986) 504-512.

[32] Feldstein S.N., Lange R.A., *"Pliocene potassic magmas from the King River Region, Sierra Nevada, California: evidence for melting of a subduction-modified mantle"*, Journal of Petrology 40 (1999) 1301-1320.

[33] Foley S.F. Venturelli G., Green D.H., Toscani L., *"The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models"*, Earth-Science Reviews 24 (1987): 81-134.

[34] Magee C., Stevenson C.T.E., Ebmeier S.K., Keir D., Hammond J. O. S., Gottsmann J. H., *"Magma plumbing system: a geophysical perspective"*, Journal of Petrology 59 (2018) 1217-1251.

[35] Varekamp J.C., *"The significance of mafic nodules in the ultrapotassic rocks from central Italy discussion"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 16 (1983) 161-165.

suture zone, eastern Iran", Lithos 15 (1982) 221–239.

[12] Sargazi M., Bagheri S., Ma X., *"Oligocene calc-alkaline lamprophyres and K-rich association in the eastern Iranian ranges: Products of low-degree melting of subduction-modified lithospheric mantle in post-orogenic setting"*, Lithos (2022) https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106864.

[13] Moradi R., Boomery M., Bagheri S. Nakashima K., *"Mineral chemistry of igneous rocks in the Lar Cu-Mo prospect, southeastern part of Iran: implications for P, T, and Æ O2"*, Turkish Journal of Earth Sciences (2017), DOI: 10.3906/yer-1510-5.

[14] Boomeri M., Moradi R., Stien H., Bagheri S., *"Geology, Re-Os age, S and O isotopic composition of the Lar porphyry Cu-Mo deposit, southeast Iran"*, Ore Geology Reviews 104 (2019) 477-494.

[15] Droop G. T. R., *"A general equation for estimating* Fe^{3+} *concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria"*, Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-435.

[16] Williams H., Turner F.J., Gilbert C.M., *"Petrography: Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections"*, Freeman W.H. & Co Ltd (1982); 2nd edition, 626 P.

[17] Le Maitre R.W., *"Igneous Rocks, a Classification and Glossary of Terms"*, Cambridge University Press, New York (2002), 236 p.

[18] Morimoto N., *"Nomenclature of pyroxenes"*, Mineralogical Magazine, 52 (1988) 535-550.

[19] Bailey S.W., *"Classification and structure of the micas"*, In: Bailey SW (ed) Micas. Review in Mineralogy 13 (1984) 1-12.

[20] Whitney, D.L., and Evans, B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American Mineralogist 95 (2010) 185-187.

[21] Fisher J.R., Zen E., *"Thermochemical calculations from hydrothermal phase equilibrium data and the free energy of* H_2O*"*, American Journal of Sciences 270 (1971) 297-314.

[22] Esperanca S., Holloway J.R., *"On the origin of some mica-lamprophyres: experimental evidence from a mafic minette"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 95 (1987) 207-216

[23] Guo J., Green T.H., *"Experimental study of barium partitioning between phlogopite and silicate liquid at upper-mantle pressure and temperature"*, Lithos 24 (1990) 83-95.

[24] Righter K., Carmichael I.S.E., "Phase

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.537]

[36] Holness M.B., Vukmanovic Z., O'Driscoll B., *"The formation of chromite chains and clusters in igneous rocks"*, Journal of Petrology 64 (2023). https://doi.org/10.1093/petrology/egac124.

[37] Boulanger M., France L., *"Cumulate formation and melt extraction from mush-dominated magma reservoirs: the melt flush process exemplified at mid-ocean ridges"*, Journal of Petrology 64 (2023) DOI:10.1093/petrology/egu036.

[38] Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Golovin A., Kamenetsky M., *"Olivine in kimberlites: magma evolution from deep mantle to eruption"*, Journal of Petrology, (2022) . https://doi.org/10.1093/petrology/egac055.

[39] Roeder P.L., *"Chromite: from the Fiery Rain of chondrules to the Kilauea Iki lava lake"*, Canadian Mineralogist 32 (1994) 729-746.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.537]